

ФИТОЛИТНЫЕ И ПАЛЕОЛАНДШАФТНЫЕ СВИДЕТЕЛЬСТВА ИЗМЕНЕНИЯ ОКРУЖАЮЩЕЙ СРЕДЫ НА ЮГЕ ВОСТОЧНО- ЕВРОПЕЙСКОЙ РАВНИНЫ В ПЛЕЙСТОЦЕНЕ

© 2024 г. П. И. Калинин^{a,*} (ORCID: 0000-0002-7252-2997), О. Г. Занина^a, П. Г. Панин^b,
И. Ю. Кудреватых^a

^aИнститут физико-химических и биологических проблем почвоведения РАН,
ул. Институтская, 2, Пущино, Московская область, 142290 Россия

^bИнститут географии РАН, Старомонетный пер., 29, Москва, 119017 Россия

*e-mail: kalinin331@rambler.ru

Поступила в редакцию 16.06.2023 г.

После доработки 24.08.2023 г.

Принята к публикации 25.08.2023 г.

Проведена реконструкция палеоклиматических закономерностей формирования лёссово-почвенной серии разреза Чумбур-Коса, Приазовье (МИС-17...МИС-1) и оценена возможность использования фитолитного анализа для диагностики растительного покрова в межледниковые и ледниковые периоды плейстоцена. С помощью показателя магнитной восприимчивости рассчитано среднее годовое количество атмосферных осадков. Установлено, что в плейстоцене происходила направленная смена климата в сторону аридизации, при которой количество осадков снижалось в межледниковые периоды с 600 до 550 мм/год, в ледниковые не превышало 200–250 мм/год. Аридизация климата приводила к ксерофитизации растительных сообществ, снижению биопродуктивности и ландшафтного разнообразия. В теплые интервалы плейстоцена преобладали лугово-разнотравные ассоциации, которые при наступлении ледникового этапа сменялись на остепненные. Природно-климатические зоны находились в пределах современных границ, демонстрируя относительную устойчивость степных ландшафтов к глобальным климатическим колебаниям.

Ключевые слова: лёсс, палеопочвы, геохимические коэффициенты, биопродуктивность, Приазовье

DOI: 10.31857/S0032180X24010068, **EDN:** ZLJWBM

ВВЕДЕНИЕ

Анализ естественной эволюции климата и ландшафтов необходим для моделирования глобальных климатических изменений и их последствий для экологии и хозяйственной деятельности человека. Современный этап развития биосферы характеризуется резким уменьшением биологического и ландшафтного разнообразия, снижением равновесия и устойчивости природных комплексов на фоне изменения климата [5]. Этот короткий тренд совпадает по своей направленности с длительной эволюцией межледниковых ландшафтов Восточно-Европейской равнины в плейстоцене, которая характеризовалась постепенной аридизацией климата и изменением структуры растительности [9]. Поэтому определение закономерностей влияния динамики климата на растительность в плейстоцене является ключом для понимания возможных изменений современных ландшафтов в будущем.

Особенно важным это является для степной зоны Восточно-Европейской равнины, ландшафты которой, в силу небольшой скорости накопления биомассы, по уровню самоорганизации и устойчивости уступают многим другим природным зонам [5].

Палеопочвы относятся к одним из наиболее полных и надежных носителей информации о палеоклимате, потенциал которых продолжает расти вместе с развитием новых технологий и усовершенствованием методов исследования. Диагностика типов почвообразования наилучшим образом отражает региональную динамику экосистем, позволяя уточнить и дополнить количественные реконструкции климатических параметров [25, 45].

Приазовье является важным в палеогеографическом отношении регионом Восточно-Европейской равнины, где лёссово-почвенные серии достигают мощности до нескольких десятков метров, а историю изменения ландшафтов можно проследить вплоть до раннего плейстоцена [10].

Лёссово-почвенные серии Приазовья хорошо изучены с точки зрения палеогеографии [48, 50], почвообразования [24, 42, 43], стратиграфии [10, 11, 31, 32], литологических особенностей [19, 20, 37]. Но по-прежнему остается много дискуссионных вопросов, касающихся палеоклиматических реконструкций, закономерностей эволюции палеопочв, происхождения и механизмов формирования лёссов.

Для лёссовой формации Приазовья редки палеоботанические исследования. В первую очередь, это связано с низкой насыщенностью пылью и ее плохой сохранностью в специфических щелочных условиях степного почвообразования [7]. Единичные палинологические исследования проводились в северной части Таганрогского залива и Таманском полуострове, выявив степную стадию развития региона в позднем плейстоцене [10, 27]. Попытки фитолиитного анализа палеопочв осуществлялись в Сибири, Средней Азии и центре Восточно-Европейской равнины [14, 22], но качественный и количественный состав фитолиитов в лёссово-почвенных сериях Приазовья не изучался.

Из-за бедности лёссов палинологическими остатками, анализ фитолиитов может быть полезным для определения эволюции растительного покрова в плейстоцене и решении вопроса о механизмах накопления и удержания эоловой пыли. С его помощью можно установить, что происходит с эоловой пылью после осаждения и оценить роль растительного покрова и, в целом, почвообразования в этом процессе [33, 34, 40, 47]. Такие исследования важны в контексте глобальной дискуссии о процессе лёсификации и тех диагенетических изменениях, которые превращают эоловую пыль в лёсс [6].

Благодаря обилию фитолиитов в почвах и возможности с их помощью дифференцировать злаковые растения, они имеют большой потенциал для реконструкции палеорастительности и палеоклимата. Но возможности фитолиитного анализа в лёссово-почвенных сериях не до конца понятны, так как сохранность фитолиитов при диагенезе, смене химизма среды и длительности захоронения до сих пор подробно не изучены [16, 30]. С одной стороны, фитолииты устойчивы и могут сохраняться длительное время, с другой, известны случаи их переноса с пыльными бурями [36] и разрушения при нахождении в сезонноталом слое [17].

Цель работы — определение палеоклиматических закономерностей формирования лёссово-почвенной серии разреза Чумбур-Коса и оценка возможности использования фитолиитного анализа для реконструкции растительности в ледниковые и межледниковые периоды плейстоцена. Для оценки динамики климата изучены геохимические

особенности и магнитные свойства лёссов, межледниковых и интерстадиальных палеопочв. По усовершенствованной методике проведено выделение микрофоссилий и выполнен фитолиитный анализ. Настоящая работа является первым шагом на пути к пониманию экологической значимости фитолиитов для изучения лёссовых отложений Восточно-Европейской равнины и реконструкции плейстоценовых палеоландшафтов.

ОБЪЕКТЫ И МЕТОДЫ

Объекты. Лёссово-почвенный разрез Чумбур-Коса, мощностью 16 м, расположен в южной части Таганрогского залива вблизи одноименного хутора Чумбур-Коса (46°58' N, 39°01' E) (рис. 1). Район исследования по климатической классификации Кеппена относится к региону Dfa (континентальный климат с жарким летом) [29]. В период с 1992 по 2000 гг. средний годовой уровень атмосферных осадков (МАР) составил 560–580 мм/год, а средняя годовая температура (МАТ) — 9.2°C за последние годы выросла до 11.2°C [4]. Широтно-зональный тип местного ландшафта — сухостепной, подтип настоящие степи, сформированные на равнине лёссового (смешанного) происхождения [21]. Растительность территории представлена разнотравно-злаковыми ассоциациями [8]. Характерной особенностью изученной территории является ее удаленность (>700 км) от других типов природных зон (смешанных лесов и пустынь).

Лёссово-почвенная серия разреза Чумбур-Коса, ранее была изучена группой исследователей под руководством проф. А.А. Величко. Непосредственно им было сделано описание разреза и выделены палеопочвенные уровни. Интерпретация генезиса и диагностика палеопочв, морфологические и микроморфологические особенности их строения отражены в работе [42]. В настоящей работе приведены результаты только фитолиитного анализа и палеоклиматических реконструкций на основе показателя магнитной восприимчивости и геохимических коэффициентов.

Краткая характеристика лёссово-почвенной серии разреза Чумбур-Коса. Современная почва (Hol) в разрезе представлена черноземом обыкновенным (Chernozem Pachic) [42], ниже вскрыты ржакинская межледниковая палеопочва (RZH) и четыре педокомплекса (ПК): воронский (VR), инжавинский (INZH), каменский (КАМ) и мезинский (МЗ). Педокомплексы отделяются четырьмя горизонтами лёссов: окским (Ok), борисоглебским (Bor), днепровским (Dn) и валдайским (Val). Стратиграфическое расчленение разреза Чумбур-Коса приведено в соответствии с хроностратиграфической схемой Восточно-Европейской равнины [11, 12, 51]. В верхней части разреза ранее полученные с помощью оптически стимулируемого люминесцентного

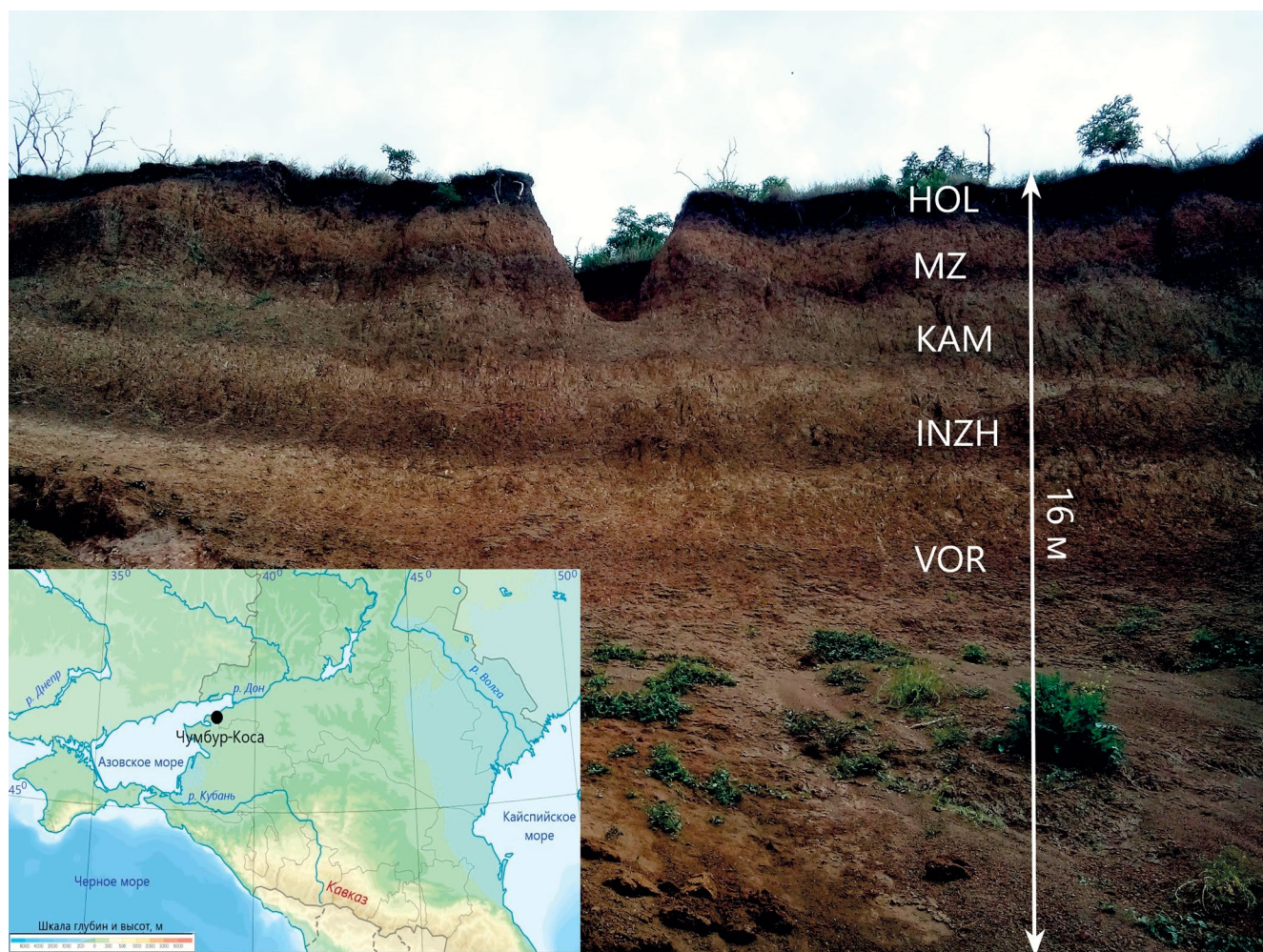


Рис. 1. Строение лёссово-почвенной серии Чумбур-Коса и ее географическое положение.

датирования даты [31, 32], позволили уточнить возраст палеопочв мезинского ПК.

Ржакинская межледниковая палеопочва эродирована, ее профиль представлен горизонтом АВ мощностью 1.65 м [42]. По данным морфологического и микроморфологического анализов, палеопочва развивалась под лугово-разнотравной растительностью с преобладанием гумусово-аккумулятивных процессов и оглеения [42]. Современными аналогами ржакинской палеопочвы могут служить лугово-каштановые почвы (Gleyic Kastanozems).

В воронский ПК входит ранневоронская межледниковая и поздневоронская интерстадиальная палеопочвы. Первая состоит из серии горизонтов Ак–АВк–Вк–ВСк, с преобладанием в профиле ярко-красных тонов. В микростроении этой палеопочвы присутствуют Fe–Mn новообразования и карбонатные конкреции. Ее можно сопоставить с почвами средиземноморского субтропического региона (Chromic Calcaric Cambisol). Поздневоронская интерстадиальная палеопочва представлена

гумусовым горизонтом коричневого цвета. Ее современными аналогами также могут быть почвы, распространенные в районе Средиземного моря (Chromic Cambisol) [11, 42, 49].

Мощность инжавинского ПК составляет 2.6 м. Он представлен раннеинжавинской межледниковой и позднеинжавинской интерстадиальной палеопочвами. Профиль межледниковой палеопочвы состоит из горизонтов Ак–АВк серо-коричневого цвета со слабым желтоватым оттенком, содержащим большое количество карбонатов. Ее современными аналогами могут являться лугово-черноземные почвы (Calcic Chernozems). Для интерстадиальной палеопочвы характерно наличие гумусового темно-коричневого горизонта, с Fe–Mn примазками. Ее можно соотнести с современной лугово-черноземной (Chernozems Siltic) почвой.

Каменный ПК состоит из раннекаменной межледниковой палеопочвы, имеющей строение профиля АВк–Вк–Вк. Для ее микростроения

характерно большое количество Fe—Mn новообразований. Она схожа с современной лугово-каштановой (Somic Kastanozems) почвой. Позднекаменная интерстадиальная палеопочва, состоящая из гумусированных горизонтов Ak—ABk, можно соотнести с лугово-черноземной слаборазвитой почвой (Regosolos).

Мезинский ПК состоит из салынской межледниковой и крутицкой интерстадиальной палеопочв. Профиль первой имеет строение ABy—Bky1—Bky2—Bk и схож с черноземом обыкновенным (Calcic Chernozems Sodic). Интерстадиальная палеопочва представлена одним горизонтом Aky и соотносится с черноземом южным (Chernozems Sodic). В ней преобладают коричневые с сероватым оттенком цвета. Комплекс насыщен тонкими пылеватými карбонатами и гипсом.

Методы. Из разреза сплошным методом каждые 5 см отобрали 322 образца. Их высушивали на воздухе, доставляли в лабораторию, просеивали (ячейки 1 мм). В подготовленных образцах с помощью рентгенофлуоресцентного анализа на рентгеновском аппарате Спектроскан Макс-GV по методике измерения массовой доли металлов и оксидов металлов в порошковых пробах (методика № 309/242 (01.00250—2008) 2012) измеряли элементный состав. Показатель удельной магнитной восприимчивости (МВ) исследовали в лабораторных условиях на приборе Каррабридж KLY-2 по стандартной методике [39].

Для фитолитного анализа отбирали усредненную пробу, весом до 100 г (из-за предполагаемой бедности лёссового материала фитофоссилиями взяли увеличенную навеску и модифицировали стандартную методику обработки образцов). Далее образец заливали на 12 ч 10% HCl и затем кипятили около 10 мин. Раствор освобождали от кислоты до нейтральной реакции и промывкой дистиллированной водой на сите 0.25 мм, удаляли крупную фракцию (в том числе песок). Затем образец флотировали. Полученный осадок разделяли центрифугированием в тяжелых жидкостях с градиентом увеличения плотности 1.8—2.0—2.2 г/см³. Отделяли легкую, биогенную фракцию образца, промывали и затем высушивали. Основной анализ полученных материалов проводили в препаратах с глицерином с помощью оптического микроскопа Carl Zeiss Axiolab A1 при увеличении в 100 и 400 раз с применением фазового контраста. Морфологию отдельных микробиоморф, их элементного состава и фотофиксация уточняли с помощью сканирующего электронного микроскопа Vega 3 Tescan в режиме высокого и переменного вакуума с использованием анализаторов BSE и SE и системы энергодисперсионного микроанализа AztecLive Lite Xplore 30. Подсчет фитолитов в оптическом микроскопе из-за малой насыщенности производили в три вертикальных ряда пяти препаратов размером 24 × 24 мм. Микробиоморфы

разделили на ряд групп по морфотипам — формам, различающимся проекциями в различных плоскостях, характером поверхности и некоторым другим признакам. При описании форм фитолитов название по Международному коду номенклатуры фитолитов ICPN 2.0 [41] даны в скобках. Определение форм рода Phragmites проводили согласно авторской коллекции современных видов.

Геохимические коэффициенты $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$, $\text{P}_2\text{O}_5/\text{TiO}_2$, $(\text{CaO} + \text{MgO})/\text{Al}_2\text{O}_3$ рассчитывали как молярные отношения оксидов [3]. Для лёссов Приазовья характерно высокое содержание CaO, который находится здесь преимущественно в виде карбонатов (кальцит, доломит), [18, 23]. Поэтому для оценки степени выщелачивания карбонатов применили показатель $(\text{CaO} + \text{MgO})/\text{Al}_2\text{O}_3$ [45]. Геохимические коэффициенты $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ и $\text{P}_2\text{O}_5/\text{TiO}_2$ были предложены в связи с тем, что палеопочвы обогащены биотфильными соединениями (Fe_2O_3 и P_2O_5), являющимися маркерами биологической активности и биопродуктивности [19, 26]. Корневые системы степной растительности создают кислую среду, активизируя процессы гидролиза силикатных минералов в ризосфере. Под воздействием атмосферных осадков Fe_2O_3 может переходить в раствор и активно вовлекаться в биогеохимический круговорот, накапливаясь в гумусовых горизонтах степных почв [35]. Но распределение Fe_2O_3 в лёссово-почвенных сериях осложняется тем, что палеопочвы, как правило, имеют более глинистый состав [43, 48], а железо часто находится в оксидах, гидроксидах, слюдах и глинистых минералах, таких как смектиты, хлориты и иллит, что приводит к росту содержания Fe_2O_3 с увеличением количества илистой фракции [52]. Чтобы по возможности исключить влияние гранулометрического состава на содержание фосфора и железа, для анализа биологической активности железо и фосфор нормировали по титану. TiO_2 находится в устойчивых к выветриванию ильмените и рутиле. В лёссах он также коррелирует с содержанием илистой фракции [28], но в меньшей степени подвижен при текстурной дифференциации и оглинивании в процессе почвообразования. Поэтому расчет относительно TiO_2 позволяет, с одной стороны, сделать нормировку по устойчивому элементу, а с другой, по возможности учесть влияние гранулометрического состава на геохимические коэффициенты.

Удельная магнитная восприимчивость является чувствительным параметром, хорошо отражающим палеоклиматические условия почвообразования в семиаридных регионах [1, 2]. В многочисленных исследованиях показано, что прирост МВ в почве относительно лёсса, являющегося почвообразующей породой, позволяет проводить реконструкции среднего годового количества осадков [38, 39]. В данном исследовании расчет выполнен по формуле:

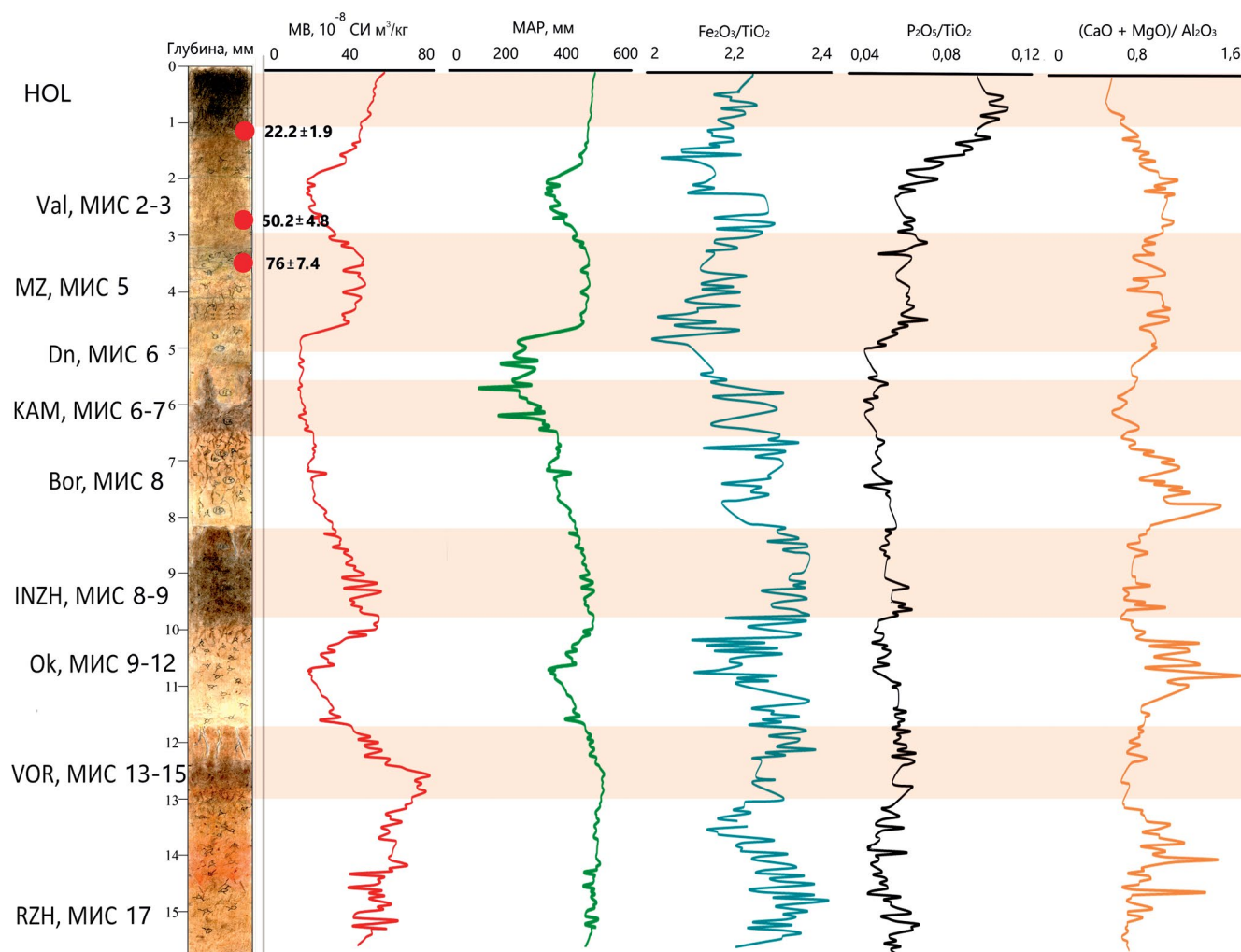


Рис. 2. Реконструкция среднего годового количества атмосферных осадков на основе показателя магнитной восприимчивости (МВ), а также геохимические коэффициенты, используемые для оценки биологической активности, биопродуктивности, карбонатности и выветривания в лёссово-почвенной серии Чумбур-Коса. Красными точками показаны данные оптически стимулированного люминесцентного датирования (ОСЛ), полученные для этих горизонтов в работах [31, 32]. Колонка нарисована Величко [12].

$$\text{MAP} = 222 + 199 \lg(\chi_B - \chi_C),$$

где $(\chi_B - \chi_C)$ — прирост МВ в результате почвообразования относительно почвообразующей породы.

Формула основана на зависимости показателя МВ в современных почвах Китайского лёссового плато от среднего годового количества атмосферных осадков в регионе [39].

Реконструированное количество осадков для современной почвы составило 560 мм/год, что в целом, сопоставимо с данными по метеорологическим станциям для района исследования (560–580 мм/год). Такая близкая сходимость результатов позволяет применить данную формулу для оценочного расчета количества осадков в плейстоцене.

РЕЗУЛЬТАТЫ И ОБСУЖДЕНИЕ

Магнитная восприимчивость и реконструкция осадков. В разрезе Чумбур-Коса среднее значение показателя МВ в лёссах составляет $26 \times 10^{-8} \text{ м}^3/\text{кг}$, в палеолеопочвах оно возрастает до $73 \times 10^{-8} \text{ м}^3/\text{кг}$ (рис. 2). Такая закономерность указывает на педогенное распределение МВ, при котором почвенные процессы способствуют формированию ферриманитных минералов. Относительно высокие показатели МВ в лёссах свидетельствуют об их значительной степени проработки почвообразованием.

В нижних горизонтах ржакинской и раннекаменской палеопочв диагностированы процессы оглеения, которые могли создавать восстановительную среду и снижать МВ. Признаки глеевого процесса здесь выражаются, прежде всего,

в увеличении количества Fe—Mn образований без характерных сизых пятен оглеения [42]. Локальное оглеение отдельных горизонтов не влияет на основной пик МВ, однако этот факт стоит учитывать при палеоклиматических реконструкциях, в особенности для ржакинской палеопочвы, в которой значения МАР могут быть занижены.

Среднее значение МВ для воронского ПК составляет 89×10^{-8} м³/кг, для инжавинского — 66×10^{-8} м³/кг, в мезинском — 56×10^{-8} м³/кг, в гумусовом горизонте современной почвы МВ — 65×10^{-8} м³/кг. В целом МВ в палеопочвах разреза снижается от более древних к более молодым. Но современная почва характеризуется более высокими по сравнению с мезинским ПК значениями. Обращает на себя внимание отсутствие прироста МВ в каменском ПК, где значение МВ составляет всего 23×10^{-8} м³/кг. Для верхней части ПК характерны вертикально ориентированные трещины, заполненные материалом из вышележащего слоя, отражающие влияние криогенных процессов [42]. Из-за интенсивной эрозии вначале днепровского оледенения, наиболее обогащенный ферромагнитными минералами гумусовый горизонт раннекаменской палеопочвы был разрушен, что обусловило низкие значения МВ.

Среднее годовое количество осадков в межледниковые периоды составляло, в среднем 550–600 мм/год. В течение плейстоцена оно постепенно снижалось: в интервале МИС-13/15, когда формировался воронский ПК, МАР составляло 600 мм/год; в МИС-8/9 (инжавинский ПК) снизилось до 550 мм/год и достигло минимума в МИС-5 (мезинский ПК), когда количество атмосферных осадков не превышало 550 мм/год. Полученные данные показывают, что в МИС-5 были несколько более аридные условия по сравнению с современными, но эта разница была незначительной. Таким образом, в межледниковые периоды в течение плейстоцена нарастала аридизация, что соответствует ранее полученным данным по Приазовью [12, 19], но изменения не были масштабными и тип почвообразования соответствовал степному на всем протяжении рассматриваемого интервала [43].

В ледниковые периоды выпадало значительно меньше атмосферных осадков, согласно реконструкциям, в среднем 300–350 мм/год. Расчет показывает, что наиболее аридные условия были в МИС-6 (днепровское оледенение), где МАР снижалось до 250 мм/год. Вероятно, это было достаточно холодное время, о чем свидетельствуют криогенные признаки и эрозия верхних горизонтов каменской палеопочвы [42]. Но низкие значения МВ также могут быть связаны с тем, что днепровский лёсс в наименьшей степени изменен последующим педогенезом. Расчет количества осадков для этого этапа можно рассматривать как наиболее

приближенный к реальным значениям в ледниковые периоды, когда МАР, вероятно, могло снижаться до 200–250 мм/год, а синлитогенное почвообразование характеризовалось процессами, протекающими в современных бурых полупустынных почвах юга Восточно-Европейской равнины [34].

Геохимические показатели. Максимальные значения коэффициента $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ фиксируются в палеопочвах, указывая на активизацию биогеохимических процессов в межледниковые периоды. Значения демонстрируют поэтапное снижение от более древних палеопочв к современной, в целом коррелируя с показателями МВ и МАР. Но в отличие от МВ, минимальные значения $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ характерны не для мезинского ПК, а для современной почвы. Отчетливые пики фиксируются не только в межледниковых, но и в интерстадиальных палеопочвах, которые не всегда выделяются с помощью показателя МВ. Более того, распределение $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ очень хорошо маркирует эродированную раннекаменскую палеопочву, в которой сигнал магнитной восприимчивости слаб. Это указывает на высокую чувствительность коэффициента $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ к педогенным процессам даже при разрушении гумусового горизонта.

Коэффициент $\text{P}_2\text{O}_5/\text{TiO}_2$ также возрастает в палеопочвах по сравнению с лёссовыми горизонтами. Для него характерен тренд на уменьшение от более древних палеопочв к более молодым, но начиная с мезинского ПК значения возрастают, достигая максимума в современной почве. Такой рост, по всей вероятности, связан с присутствием современного органического вещества и внесением фосфатных удобрений в чернозем. Распределение значений $\text{P}_2\text{O}_5/\text{TiO}_2$ также хорошо коррелирует с показателями МВ и МАР. Но в отличие от показателя $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$, $\text{P}_2\text{O}_5/\text{TiO}_2$ не маркирует эродированную раннекаменскую палеопочву, что говорит о том, что P_2O_5 распределен в профиле палеопочв более локально по сравнению с Fe_2O_3 и тяготеет к гумусовым горизонтам, хотя может активно выщелачиваться в нижние части профиля при повышении осадков [46].

Значения коэффициента $(\text{CaO} + \text{MgO})/\text{Al}_2\text{O}_3$ максимальны в карбонатных горизонтах более древних воронского, инжавинского и каменского ПК, что говорит о более интенсивном по сравнению с мезинским ПК и современной почвой процессе растворения и выщелачивания карбонатов. Слабое перераспределение карбонатов в мезинском ПК и современной почве косвенно подтверждает вывод о более сухих условиях в позднем плейстоцене и голоцене по сравнению с этапами почвообразования в раннем и среднем плейстоцене.

Уменьшение значений показателей $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$, $\text{P}_2\text{O}_5/\text{TiO}_2$ и $(\text{CaO} + \text{MgO})/\text{Al}_2\text{O}_3$ в палеопочвах вверх по разрезу указывает на снижение степени

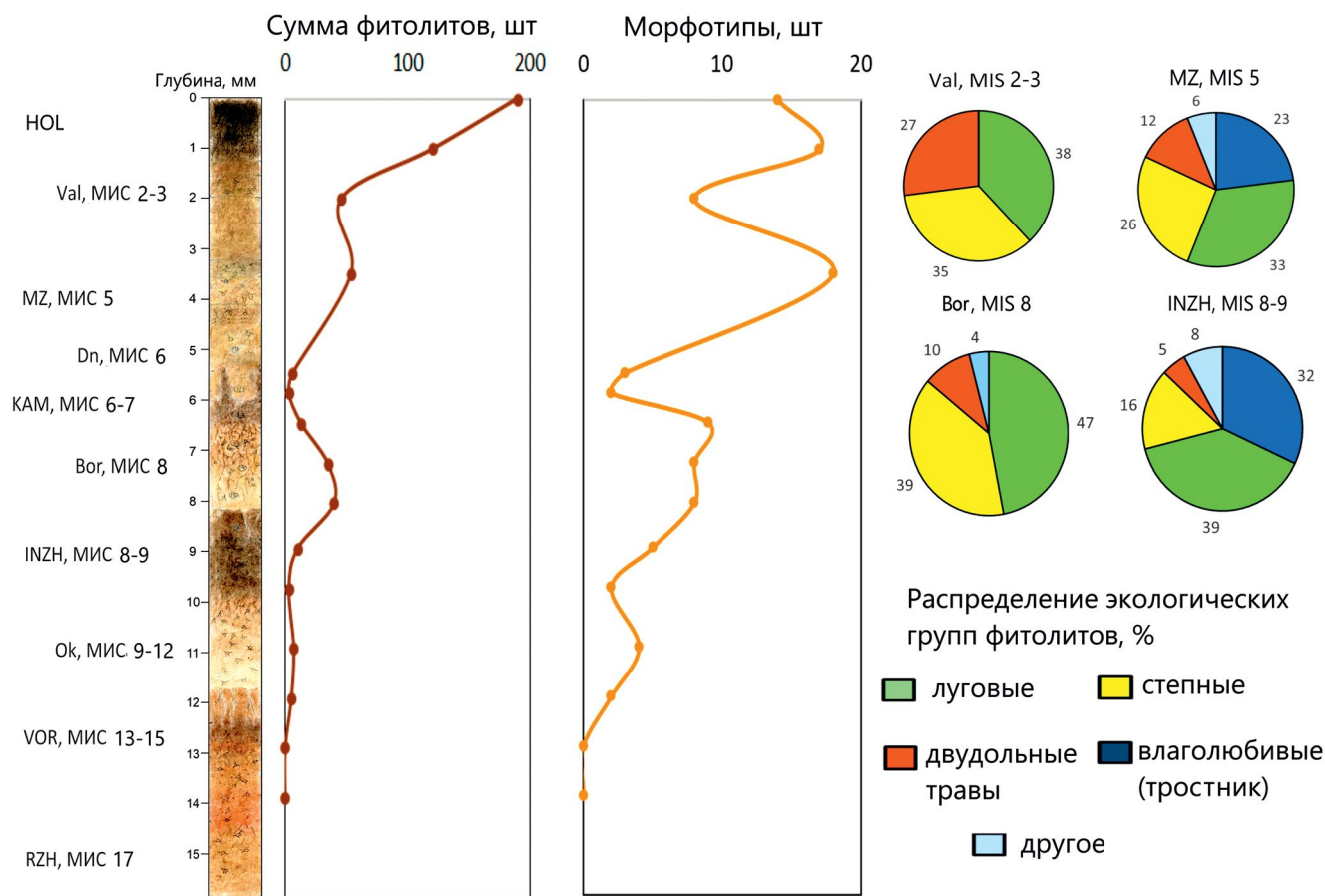


Рис. 3. Сумма фитолигов и количество морфотипов в лёссово-почвенной серии Чумбур-Коса; распределение основных экологических групп фитолигов в наиболее представительных фитолигитных спектрах инжавинского, мезинского педокомплексов и борисоглебского, валдайского лёссов.

биологической активности, биопродуктивности и выветривания. Эти данные подтверждают результаты палеоклиматических реконструкций с помощью МВ и фиксируют направленную аридизацию климата и ландшафтов в течение плейстоцена.

Фитолигитный анализ лёссово-почвенной серии разреза Чумбур-Коса показал, что количество фитолигов в ней относительно невелико (от 3 до 190 экз. в 15 вертикальных рядах препарата). Сумма фитолигов растет в ряду от более древних отложений к более молодым, достигая максимального количества в гумусовом горизонте современной почвы. В ржакинской и ранневоронской палеопочвах обнаружены только остатки растительных тканей (рис. 3). В целом количество фитолигов в палеопочвах выше, чем в лёссах. Исключение составляют поздневоронская и верхняя часть раннекаменской палеопочвы, в которых находки фитолигов единичны. Среди лёссов наиболее насыщенным является валдайский.

Фитолигитный спектр палеопочв разнообразен (более 18 форм), но, вероятно, не перекрывает

всего возможного многообразия фитолигов, присутствующего в современных почвах и растениях региона. Лёссовые горизонты гораздо беднее по морфологическому разнообразию фитолигов (4–8 морфотипа). В каменском педокомплексе, несмотря на небольшое число фитолигов в эродированных горизонтах, количество морфотипов все равно больше, чем в лёссе, что указывает на сохранение сигнала межледникового биоразнообразия, несмотря на диагенетические изменения. В целом разнообразие форм фитолигов, так же, как их количество увеличивается от более древних к более молодым отложениям.

В общем составе фитолигитного комплекса преобладают морфотипы луговых злаков и двудольных трав, заметны группы веерообразных (bulliform flabellate), килевидных (acute bulbosus) и трапециевидных лопастных (crenate) форм, единично представлена группа усеченно-конических (rondel) и округлых форм (spheroid psilate) (рис. 4). Наиболее разнообразной группой фитолигов являются удлиненные (elongate) морфотипы, среди которых

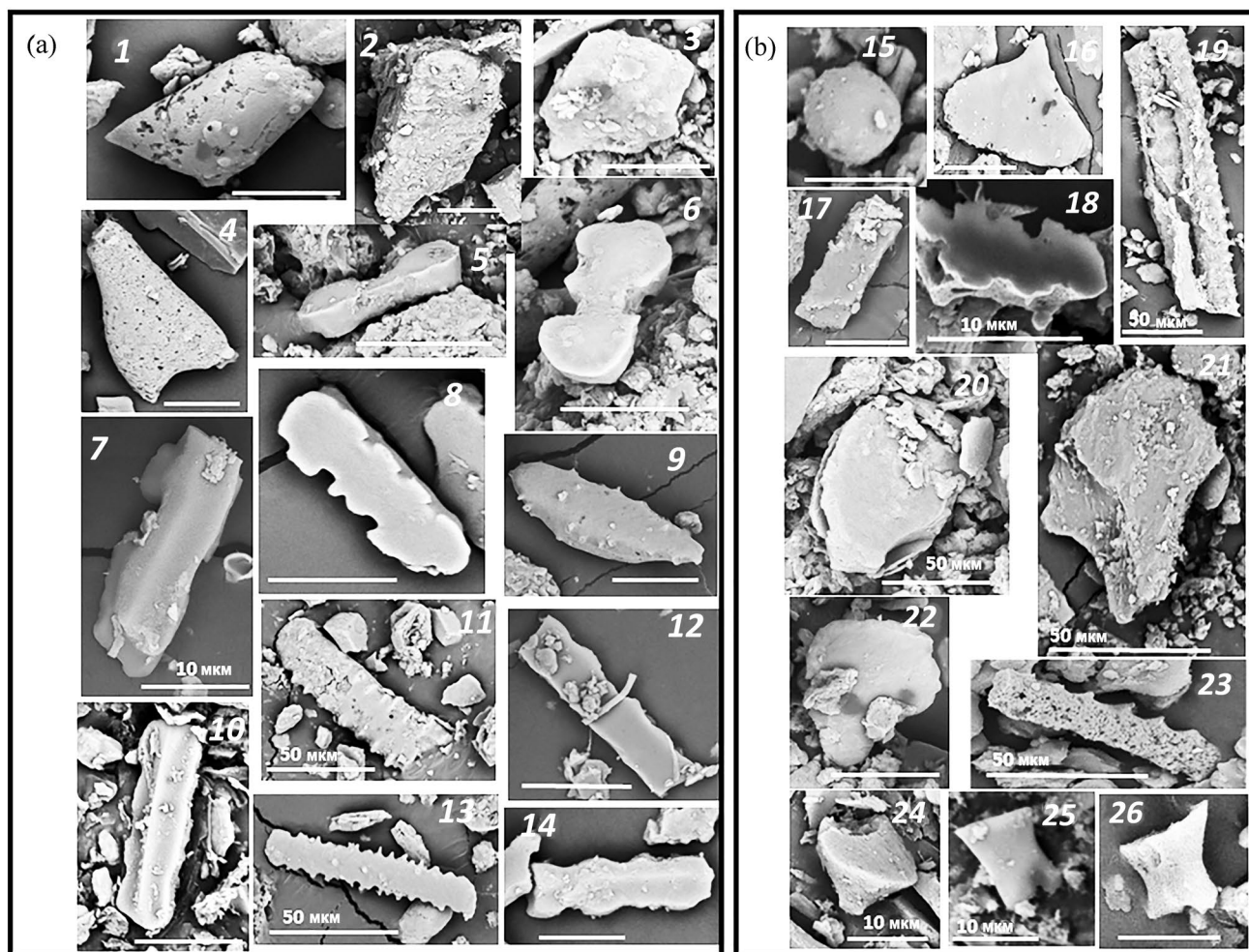


Рис. 4. Формы, выделенные из палеопочв: 1, 4, 9, 16 – килевидные; 2, 3, 20–22 – веерообразные; 5–8, 10, 18 – трапециевидные лопастные; 11–14, 17, 19, 23 – удлиненные; 24–26 – усеченно-конические; 15 – округлая. Масштаб 20 мкм, если не указано другое. а – современная почва (агрочернозем), б – палеопочвы.

выделены виды, отличающиеся размером и характером сечения, рисунка поверхности и краев (гладкие, иглистые, ямчатые, цилиндрические и т.д.). Удлиненные цилиндрические гладкие формы являются наиболее характерными для двудольных трав, но они наименее диагностически значимы, так как могут формироваться в широком спектре растений [13]. Выявленное разнообразие внутри группы лопастных трапециевидных симметричных и ассиметричных форм фитолитов косвенно подтверждает обилие произраставшей в регионе злаковой растительности. Килевидный морфотип представлен формой с широким основанием и отсутствием ости. Морфологическое разнообразие этой группы небольшое. Отличия заключаются лишь в степени удлинения фитолита и ширине основания (рис. 4). Группа веерообразных форм довольно заметна и разнообразна в спектрах погребенных почв. Наибольшее количество этих

форм отмечено в мезинском и инжавинском ПК, единично они присутствуют в современной почве и днепровском лёссе. Эта группа форм характерна для тростника *Phragmites* spp. и имеет диагностическое значение для определения повышенного гидроморфизма.

В изученных комплексах микрофоссилий выбраны основные диагностические формы фитолитов, характеризующие различные биоценозы согласно экологическому подходу [13]. На рис. 3 показано распределение групп фитолитов в наиболее представительных фитолитных спектрах инжавинского и мезинского ПК, а также борисоглебского и валдайского лёссов.

В палеопочвах по сравнению с лёссами больше доля влаголюбивой части злаков и тростниковых сообществ, но меньше степных групп. Это означает, что летняя теплообеспеченность и увлажнение в межледниковые периоды были достаточным для

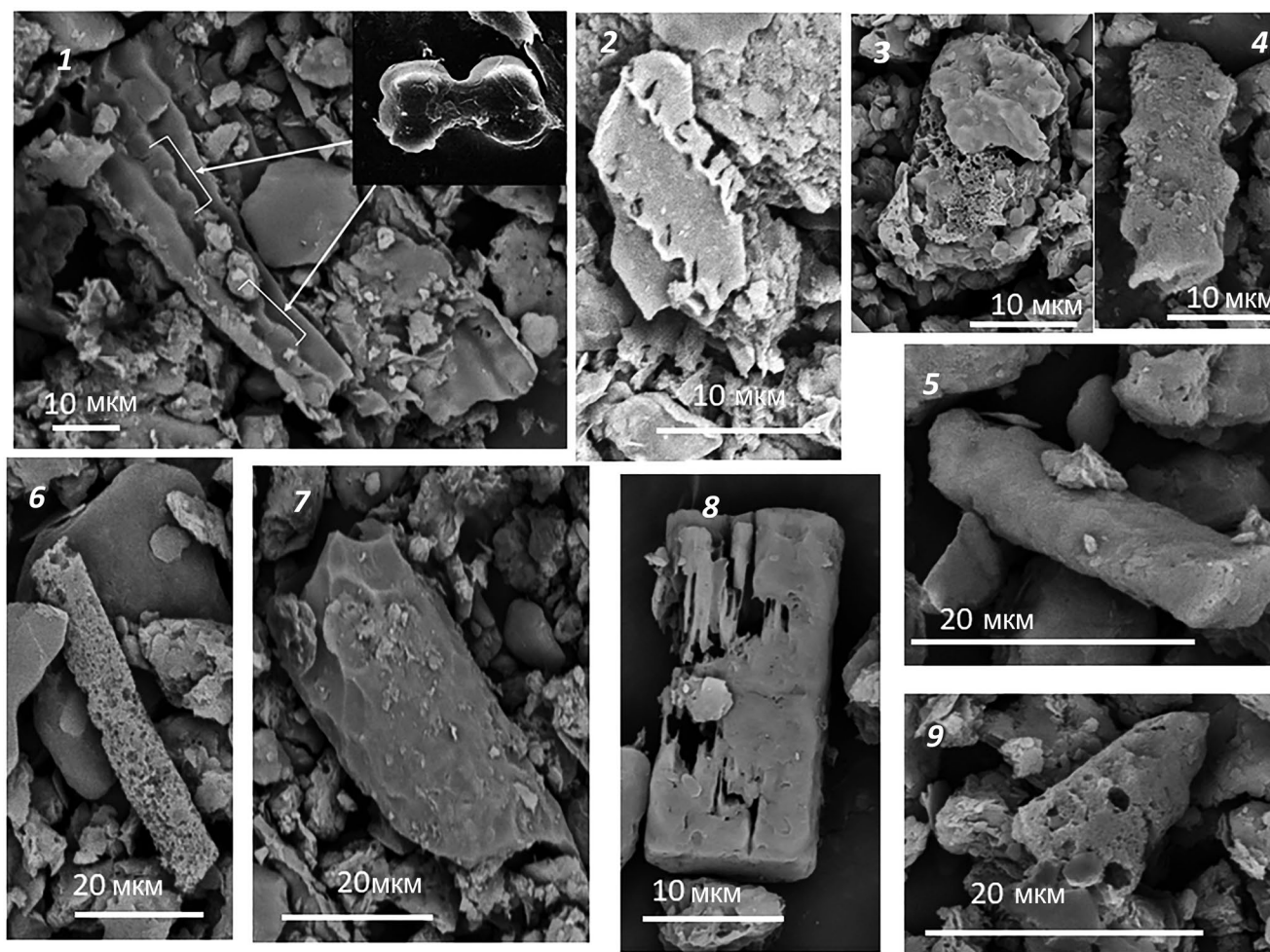


Рис. 5. Фитолиты из валдайского лёсса: 1 – ткань злака с фитолитами, на вставке показан фитолит, который обособится, когда ткань разрушится. 2–9 – формы с нарушениями: 2 – разрушение части формы, 3 – разрушение верхнего слоя с изъязвлением внутренней части, 4–6 – коррозия поверхности, 7 – фестончатое изъязвление, 8–9 – прободение формы.

произрастания лугово-разнотравных группировок. Но в течение плейстоцена доля степных форм в палеопочвах возрастала, что является косвенным доказательством ксерофитизации растительных сообществ. В то же время количество степных форм в ледниковые периоды оставалось на одном уровне.

Наличие остатков тростника в палеопочвах является свидетельством поднятия грунтовых вод в межледниковые периоды. Это солевывносное прибрежно-водное растительное сообщество могло развиваться не только в дельте Дона, но и при поступлении соленых грунтовых вод, связанных с Азовским морем. Близкое залегание грунтовых вод также выражалось в наличии локального глеевого процесса в нижних горизонтах некоторых палеопочв [42, 43].

Наличие значительного количества фитолитов в лёссовых горизонтах и отсутствие в них

признаков эолового переноса, таких как окатанность и трассированность, предполагает широкое распространение лугово-степного растительного покрова и, следовательно, развитие процессов синлитогенного почвообразования в ледниковые периоды. Находка в валдайском лёссе остатков крупного детрита (>200 мкм) указывает на автохтонность остатков тканей растений и исключают их миграцию из вышележащей почвы (рис. 5). Кроме того, клеточное строение детрита соответствует листьям злаков и не позволяет отнести его к корневым остаткам, что подтверждает заключение о том, что рост и разложение растительности происходил одновременно с накоплением эолового материала.

Таким образом, различие количественного и качественного составов фитолитного спектра в педокомплексах и лёссах может диагностировать как смену условий осадконакопления – переход от эпигенного почвообразования (педокомплексы)

к синлитогенному (лёсс), так и смену растительного покрова в сторону увеличения доли степных видов в оледенения и, в целом, в течение плейстоцена.

Резкое уменьшение количества фитолитов вниз по разрезу, вероятно, следует связывать с разрушением фитолитов с возрастом. Это подтверждается увеличением доли кородированных фитолитов с глубиной. Выявленные признаки разрушения фитолитов показывают их сходство с нарушениями криогенного происхождения, а также с признаками химического выветривания. Так, оплавленность форм может являться следствием щелочного выветривания при растворении карбонатов, так как фитолиты не устойчивы к щелочному разрушению [44]. Подобные результаты подчеркивают необходимость рассмотрения, наряду с морфологическим изучением фитолитов, тафономических процессов, которые происходили в осадочную и постседиментационную историю отложений. Этот подход поможет уточнить палеоэкологические и информационные возможности комплексов фитолитов, что позволит более достоверно реконструировать среду прошлого.

Динамика природной среды в плейстоцене. Данные морфологического анализа палеопочв указывают на преимущественно степной тип почвообразования в Приазовье в плейстоцене, характерный для территории современного Черноморско-Каспийского региона [42] (табл. 1). Лишь в раннем плейстоцене (МИС-13–15) почвы развивались по типу средиземноморских, которые распространены сейчас на западе Турции, юге Испании и Хорватии [11, 49]. Однако для этих регионов также типичны засушливое лето и малоснежные зимы. В то же время результаты количественных палеореконов демонстраций показывают, что в течение среднего и позднего плейстоцена происходило снижение МАР с 600 до 550 мм/год. Расчет геохимических коэффициентов и анализ фитолитов подтверждают общую тенденцию нарастания аридизации климата, ксерофитизации растительных сообществ и снижения биологического и ландшафтного разнообразия в течение межледниковых периодов. В результате тип межледниковых почв сменялся в цепочке: почвы средиземноморского типа (Chromic Calcaric Cambisol) – лугово-черноземная (Calcic Chernozems) – лугово-каштановая (Somic Kastanozems) – чернозем обыкновенный (Calcic Chernozems Sodic) – чернозем обыкновенный (Chernozems Pachic) [42]. Эволюция почвообразования была направлена в сторону формирования более сухих подтипов, однако эти изменения были менее значительными, чем могло ожидать исходя из возраста отложений. В то же время в ледниковые периоды доля степных сообществ оставалась на одном уровне, указывая на схожесть ледниковых ландшафтов Приазовья на всем рассматриваемом временном интервале.

Развитие степного почвообразования и незначительное изменение МАР в раннем, среднем и позднем плейстоцене указывает на то, что природно-климатические зоны в Приазовье лишь незначительно смещались относительно современных границ, демонстрируя устойчивость ландшафтов, далеких от приграничных, к глобальным климатическим изменениям. Сопоставление с современной почвенно-климатической зональностью позволяет предположить, что раннеплейстоценовая ранневоронская палеопочва формировалась при переходе от средиземноморского к теплему умеренному климату (Csa/Cfa). Среднеплейстоценовая раннеинжавинская палеопочва развивалась на границе между теплым умеренным и континентальным климатом (Cfa/Dfa). Раннекаменная и салынская палеопочвы формировались на границе континентального и семиаридного климата (Dfa/Bsk).

Данные фитолитного анализа показывают, что режим и баланс грунтовых вод в межледниковые периоды отличались от ледниковых эпох. Эволюция дельты палео-Дона и формирование Таганрогского залива приводили к поднятию их уровня. В результате одновременно с трендом нарастания ксерофитизации растительных сообществ, связанной с аридизацией климата, в межледниковые периоды активизировались локальные процессы гидроморфизма территории, результатом чего стало широкое распространение тростниковых сообществ в районе исследования. Поднятие грунтовых вод не приводило к масштабному процессу оглеения в почвах, однако их уровень был достаточно высок для того, чтобы влаголюбивые ассоциации, подобные тростнику, могли активно развиваться. В целом похожие биогеоценозы распространены сейчас на Азово-Кубанской низменности, где в относительно засушливой среде развиты локальные островки тростников и осок.

Наличие фрагментов высших растений в субэралиальных отложениях является ключевым признаком педогенеза [47]. Значительное количество фитолитов и остатков злаков в лёссах подразумевает, что процессы почвообразования не прерывались даже в холодные ледниковые периоды плейстоцена при снижении среднего годового количества осадков до 200–250 мм/год. Вероятно, лёссы можно рассматривать как примитивные синлитогенные почвы, формировавшиеся в щелочной ландшафтно-геохимической обстановке перигляциальных степей. Они развивались в холодном аридном климате (BWk) по типу светло-каштановых и бурых полупустынных почв [34]. Степное синлитогенное почвообразование является основным кандидатом на роль лёсификации, так как может объяснить появление большинства характерных признаков лёсса: образование биогенных пор, перераспределение карбонатов, цементацию минеральных зерен, формирование щелочных и испарительных геохимических

Таблица 1. Местное стратиграфическое название [11], привязка палеопочв к морским изотопным стадиям (МИС) [12, 31, 32], современные аналоги палеопочв [11, 15, 42], реконструированное по магнитным данным среднее годовое количество атмосферных осадков (МАР) и тип климата по климатической классификации Кеппена [29]

Педоком-плекс	Палеопочва	МИС (межледниковье)	Современные аналоги почв	МАР, мм	Тип климата
—	Современная почва	1	Чернозем обыкновенный (Chernozems Pachic)	560	Dfa
Мезинский (MZ)	Крутицкая интерста- диальная Салынская межлед- никовая	5с 5е (микулин- ское)	Чернозем южный (Chernozems Sodic) Чернозем обыкновенный (Calcic Chernozems Sodic) или Темно-каштановая солонцеватая и солонча- ковая (Kastanozems Sodic)	540	Dfa/BSk
Каменский (KAM)	Позднекаменская интерстадиальная Раннекаменская межледниковая	6 7 (каменское)	Лугово-черноземная сла- боразвитая (Regosolos) Лугово-каштановая (Someric Kastanozems)	?	Dfa/BSk
Инжавинский (INZH)	Позднеинжавинская интерстадиальная Раннеинжавинская межледниковая	8 9 (лихвинское)	Лугово-черноземная (Chernozems Siltic) Лугово-черноземная (Calcic Chernozems)	560	Cfa/Dfa
Воронский (VOR)	Поздневоронская интерстадиальная Ранневоронская межледниковая	 13/15 (муч- капское)	Почва средиземномор- ского типа (Chromic Cambisol) Почва средиземномор- ского типа (Chromic Calcaric Cambisol)	600	Csa/Cfa
—	Ржакинская межлед- никовая	17 (окатовское)	Лугово-каштановая (Gleyic Kastanozems)	?	?

барьеров. Полученные результаты реконструкции климата, типа растительных сообществ и продолжительности вегетационного периода в ледниковые эпохи в будущем могут помочь в определении механизмов лёсификации и разделении признаков педогенных и диагенетических процессов в лёссе.

ЗАКЛЮЧЕНИЕ

В результате комплексного анализа лёссово-почвенной серии разреза Чумбур-Коса с применением палеопочвенных, геохимических и палеоботанических методов были реконструированы условия лёссово- и почвообразования в Приазовье в плейстоцене.

С помощью фитолитного анализа удалось установить преобладание лугово-разнотравных ассоциаций в межледниковые и более остепненных в ледниковые периоды. В течение плейстоцена происходила направленная смена климата

в сторону аридизации, при которой в межледниковые периоды снижалось среднее годовое количество атмосферных осадков (с 600 до 550 мм/год), нарастала ксерофитизация растительных сообществ, снижался уровень биопродуктивности и ландшафтного разнообразия. Из-за поднятия грунтовых вод в межледниковые периоды активизировались локальные процессы гидроморфизма, результатом было широкое развитие тростниковых сообществ. В ледниковые периоды среднее годовое количество атмосферных осадков уменьшалось до 200–250 мм/год, а более влаголюбивая часть злаков и тростниковая растительность исчезала.

Несмотря на снижение атмосферной увлажненности и изменения растительных спектров, Приазовье на протяжении всего среднего и позднего плейстоцена оставалось степным регионом. Эволюция почвообразования была направлена в сторону формирования более сухих подтипов, однако

природно-климатические зоны лишь незначительно смещались относительно современных границ, демонстрируя устойчивость степных ландшафтов к глобальным климатическим изменениям.

Для лёссовых отложений региона были впервые охарактеризованы фитолиитные спектры, выявлены их особенности и возможности использования для решения вопросов эволюции почв и корректировки истории развития территории в плейстоцене. Фитолиитные комплексы палеопочв могут являться надежными индикаторами для палеоландшафтной реконструкции природной среды в течение длительного времени. Снижение количества и разнообразия фитолиитов в более древних отложениях следует в большей мере связывать с их разрушением при диагенезе. К диагенетическим процессам более чувствительна количественная характеристика фитолиитов, в то время как разнообразие морфотипов в большей степени сохраняет различие между ледниковыми и межледниковыми ландшафтами. Геохимические показатели $\text{Fe}_2\text{O}_3/\text{TiO}_2$ и $\text{P}_2\text{O}_5/\text{TiO}_2$ могут быть важными маркерами биологической активности, биопродуктивности и выветривания и хорошо дополняют климатический сигнал, полученный с помощью показателя магнитной восприимчивости и фитолиитного анализа.

БЛАГОДАРНОСТЬ

Авторы выражают признательность коллективу лаборатории эволюционной географии ИГ РАН под руководством А.А. Величко за помощь в проведении полевых работ и лабораторные исследования.

ФИНАНСИРОВАНИЕ РАБОТЫ

Работа выполнена при поддержке Российского научного фонда (грант РНФ 23-27-00145).

КОНФЛИКТ ИНТЕРЕСОВ

Авторы заявляют об отсутствии конфликта интересов.

СПИСОК ЛИТЕРАТУРЫ

1. Алексеев А.О., Калинин П.И., Алексеева Т.В. Почвенные индикаторы параметров палеоэкологических условий на юге восточно-европейской равнины в четвертичное время // Почвоведение. 2019. № 4. С. 389–399. <https://doi.org/10.1134/S0032180X19040026>
2. Алексеев А.О., Митенко Г.В., Шарый П.А. Количественные оценки палеоэкологических изменений в позднем голоцене на юге восточно-европейской равнины на основе магнитных свойств почв // Почвоведение. 2020. № 12. С. 1425–1435. <https://doi.org/10.31857/S0032180X20120023>
3. Аринушкина Е.В. Руководство по химическому анализу почв. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1970. 488 с.
4. Архив фактической погоды. Гидрометцентр России. <https://meteoinfo.ru/archive-pogoda>.
5. Базилевич Н.И. Биологическая продуктивность экосистем Северной Евразии. М.: Наука, 1993. 293 с.
6. Берг Л.С. О происхождении лесса // Известия РГО. 1916. Т. 52. № 8. С. 579–646.
7. Болиховская Н.С. Эволюция лёссово-почвенной формации северной Евразии. М.: Изд-во Моск. ун-та, 1995. 270 с.
8. Векторная карта природных зон РФ, обновление январь 2023 г. https://fedoroff.net/load/maps/karta/karta_prirodnikh_zon_rossii/90-1-0-348
9. Величко А.А. Палеоклиматы и палеоландшафты внетропического пространства Северного полушария. Поздний плейстоцен–голоцен. М.: ГЕОС, 2009. 120 с.
10. Величко А.А., Борисова О.К., Захаров А.Л., Кононов Ю.М., Константинов Е.А., Курбанов Р.Н., Морозова Т.Д. и др. Смена ландшафтных обстановок на юге русской равнины в позднем плейстоцене по результатам исследования лёссово-почвенной серии Приазовья // Известия РАН. Сер. Географическая. 2017. № 1. С. 74–83. <https://doi.org/10.15356/0373-2444-2017-1-74-83>
11. Величко А.А., Морозова Т.Д. Основные черты почвообразования в плейстоцене на восточно-европейской равнине и их палеогеографическая интерпретация // Эволюция почв и почвенного покрова. Теория, разнообразие природной эволюции и антропогенных трансформаций почв. М.: ГЕОС, 2015. С. 321–337.
12. Величко А.А., Морозова Т.Д., Борисова О.К., Тимирева С.Н., Семенов В.В., Кононов Ю.М., Титов В.В., Тесаков А.С., Константинов Е.А., Курбанов Р.Н. Становление зоны степей юга России (по материалам строения лёссово-почвенной формации Доно-Азовского региона) // Доклады АН. 2012. Т. 445. № 4. С. 464. <https://doi.org/10.1134/s1028334x12080107>
13. Гольева А.А. Фитолииты и их информационная роль в изучении природных и археологических объектов. М., 2001. 140 с.
14. Додонов А.Е., Симакова А.Н., Гольева А.А. Климато-стратиграфическое расчленение средне-позднеплейстоценовых лёссов Средней Азии на примере лёссово-почвенного разреза Дарайи Калон (Южный Таджикистан) // Актуальные проблемы палинологии на рубеже третьего тысячелетия. М., 1999. С. 80–91.
15. Егоров В.В. Классификация и диагностика почв СССР. М.: Колос, 1977. 221 с.
16. Занина О.Г., Лопатина Д.А. Биоиндикаторы условий формирования верхнеплейстоценовых

- каргинских и сартанских отложений Колымской низменности и особенности их тафономии при многократном воздействии криогенных факторов // Стратиграфия. Геологическая корреляция. 2022. Т. 30. № 5. С. 111–128.
<https://doi.org/10.31857/S0869592X22050076> Q2
17. Занина О.Г., Лопатина Д.А. Изучение криогенной трансформации биогенных новообразований в экосистемах Северо-Востока России // Почва как компонент биосферы: эволюция функционирования и экологические аспекты. Матер. конф. М.: Товарищество научных изданий КМК, 2020. С. 67–68.
18. Калинин П.И., Алексеев А.О., Савко А.Д. Лёссы, палеопочвы и палеогеография квартера юго-востока Русской равнины. Воронеж: Воронежский гос. ун-т, 2009. 139 с.
19. Калинин П.И., Алексеев А.О. Геохимическая характеристика лёссово-почвенных комплексов Терско-Кумской равнины и Азово-Кубанской низменности // Почвоведение. 2011. № 12. С. 1436.
20. Константинов Е.А., Захаров А.Л., Сычёв Н.В., Мазнева Е.А., Курбанов Р.Н., Морозова П.А. Лёссонакопление на юге европейской России в конце четвертичного периода // Вестник РАН. 2022. Т. 92. № 6. С. 572–582.
<https://doi.org/10.31857/S0869587322060068>
21. Ландшафтная карта СССР. М-6 1: 2500 000 / Отв. ред. Гудилин И.С. М.: Министерство геологии СССР, 1980. 16 л.
22. Макеев А.О. Поверхностные палеопочвы лесовых водоразделов Русской равнины. М.: Молнет, 2012. 260 с.
23. Минашина Н.Г., Шишов Л.Л. Гипсоносные почвы: распространение, генезис, классификация // Почвоведение. 2002. № 3. С. 273–281.
24. Морозова Т.Д. Развитие почвенного покрова Европы в позднем плейстоцене. М.: Наука, 1981. 282 с.
25. Нестерук Г.В., Хохлова О.С., Ильина Л.П., Сверчкова А.Э., Сушко К.С. Палеоэкологические условия кубано-приазовской низменности в эпоху бронзы и раннего железного века на основе изучения погребенных почв // Почвоведение. 2021. № 11. С. 1306–1321.
<https://doi.org/10.31857/S0032180X21110095>
26. Перельман А.И., Касимов Н.С. Геохимия ландшафта. М.: Астрель 2000, 1999. 798 с.
27. Щелинский В.Е., Очередной А.К., Титов В.В. Ранний и средний палеолит Приазовья: современное состояние исследований. Ростов-на-Дону: Изд-во ЮНЦ РАН, 2022. 304 с.
28. Халчева Т.А. Различия минералогического состава лесовых горизонтов Русской равнины // Лессы, погребенные почвы и криогенные явления на Русской равнине. М.: Наука, 1972. С. 49–59.
29. Beck H., Zimmermann N.E., McVicar T.R., Vergopolan N., Berg A., Wood E.F. Present and future Köppen-Geiger climate classification maps at 1-km resolution // Scientific Data. 2018. V. 5. P. 180214.
<https://doi.org/10.1038/sdata.2018.214>
30. Cabanes D., Shahack-Gross R. Understanding fossil phytolith preservation: the role of partial dissolution in paleoecology and archaeology // PLOS ONE. 2015. V.10. P. 1–16.
<https://doi.org/10.1371/journal.pone.0125532>
31. Chen J., Stevens T., Yang T., Qiang M., Matishov G., Konstantinov E., Kurbanov R. et al. Revisiting late pleistocene loess–paleosol sequences in the azov sea region of russia: chronostratigraphy and paleoenvironmental record // Frontiers Earth Sci. 2022. V. 9. P. 808157.
<https://doi.org/10.3389/feart.2021.808157>
32. Chen J., Yang T., Matishov G., Velichko A.A., Zeng B., He Y., Shi P.-H. Luminescence chronology and age model application for the upper part of the Chumbur-Kosa loess sequence in the Sea of Azov, Russia // J. Mountain Sci. 2018. V. 15. P. 504–518.
<https://doi.org/10.1007/s11629-017-4689-0>
33. Danin A., Ganor E. Trapping of airborne dust by mosses in the Negev Desert, Israel // Earth Surface Processes and Landforms. 1991. V. 16. P. 153–162.
<https://doi.org/10.1002/esp.3290160206>
34. Kalinin P.I., Kudrevatykh I. Yu., Malyshev V.V., Pilguy L.S., Buhonov A.V., Mitenko G.V., Alekseev A.O. Chemical weathering in semi-arid soils of the Russian plain // Catena. 2021. V. 206. P. 105554.
<https://doi.org/10.1016/j.catena.2021.105554>
35. Kudrevatykh I.Y., Kalinin P.I., Mitenko G.V., Alekseev A.O. The role of plant in the formation of the topsoil chemical composition in different climatic conditions of steppe landscape // Plant and Soil. 2021. V. 465. P. 453–472.
<https://doi.org/10.1007/s11104-021-05019-3>
36. Latorre F., Honaine M.F., Osterrieth M.L. First report of phytoliths in the air of Argentina // Aerobiologia. 2012. V. 28. P. 61–69.
<https://doi.org/10.1007/s10453-011-9211-5>
37. Liang Y., Yang T., Velichko A.A., Zeng B., Shi P.-H., Wang L.-D., He Y. et al. Paleoclimatic record from Chumbur-Kosa section in Sea of Azov region since Marine Isotope Stage 11 // J. Mountain Sci. 2016. V. 13. P. 985–999.
<https://doi.org/10.1007/s11629-015-3738-9>
38. Maher B.A., Possolo A. Statistical models for use of palaeosol magnetic properties as proxies of palaeorainfall // Global and Planetary Change. 2013. V. 111. P. 280–287.
<https://doi.org/10.1016/j.gloplacha.2013.09.017>
39. Maher B.A., Thompson R., Zhou L.P. Spatial and temporal reconstructions of changes in the Asian palaeomonsoon: A new mineral magnetic approach // Earth Planetary Sci. Lett. 1994. V. 125. P. 461–471.
[https://doi.org/10.1016/0012-821X\(94\)90232-1](https://doi.org/10.1016/0012-821X(94)90232-1)

40. *Makeev A.O.* Pedogenic alteration of aeolian sediments in the upper loess mantles of the Russian plain // *Quater. Int.* 2009. V. 209. P. 79–94. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2009.03.007>
41. *Neumann K., Strömberg C.A.E., Ball T., Albert R.M., Vrydaghs L., Cummings L.S.* International Code for Phytolith Nomenclature (ICPN) 2.0 // *Annals of Botany.* 2019. V. 124. P. 189–199. <https://doi.org/10.1093/aob/mcz064>
42. *Panin P.G., Timireva S.N., Morozova T.D., Kononov Y.M., Velichko A.A.* Morphology and micromorphology of the loess-paleosol sequences in the south of the East European plain (MIS 1–MIS 17) // *Catena.* 2018. V. 168. P. 79–101. <https://doi.org/10.1016/j.catena.2018.01.032>
43. *Panin P., Kalinin P., Filippova K., Sychev N., Bukhonov A.* Paleo-pedological record in loess deposits in the south of the East European plain, based on Beglitsa-2017 section study // *Geoderma.* 2023. V. 437. P. 116567. <https://doi.org/10.1016/j.geoderma.2023.116567>
44. *Pearsall D.M.* Paleoethnobotany // *International Encyclopedia of the Social & Behavioral Sciences.* Oxford: Elsevier, 2015. V. 17. P. 456–461. <https://doi.org/10.1016/b978-0-08-097086-8.13007-7>
45. *Retallack G.J.* Soils and global change in the carbon cycle over geological time // *Treatise Geochem.* 2003. P. 581–605. <https://doi.org/10.1016/B0-08-043751-6/05087-8>
46. *Runge E.C.A., Walker T.W., Howarth D.T.* A study of late Pleistocene loess deposits, South Canterbury, New Zealand: Part I. Forms and amounts of phosphorous compared with other techniques for identifying paleosols // *Quater. Res.* 1974. V. 4. P. 76–84. [https://doi.org/10.1016/0033-5894\(74\)90009-X](https://doi.org/10.1016/0033-5894(74)90009-X)
47. *Sprafke T., Obrecht I.* Loess: Rock, sediment or soil – What is missing for its definition? // *Quater. Int.* 2016. V. 399. P. 198–207. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2015.03.033>
48. *Timireva S.N., Kononov Yu.M., Sycheva S.A., Taratunina N.A., Kalinin P.I., Filippova K.G., Zakharov A.L., Konstantinov E.A., Murray A.S., Kurbanov R.N.* Revisiting the Taman peninsula loess-paleosol sequence: Middle and Late Pleistocene record of Cape Pekla // *Quater. Int.* 2022. V. 620. P. 36–45. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2021.06.010>
49. *Van Ranst E.* Soil Atlas of Europe. European Commission. Belgium: Brussels, 2005. 128 p.
50. *Velichko A.A., Catto N.R., Kononov Yu.M., Morozova T.D., Novenko E.Yu., Panin P.G., Ryskov G.Ya. et al.* Progressively cooler, drier interglacials in southern Russia through the quaternary: evidence from the sea of Azov region // *Quater. Int.* 2009. V. 198. P. 204–219. <https://doi.org/10.1016/j.quaint.2008.06.005>
51. *Velichko A.A., Faustova M.A., Pisareva V.V., Gribchenko Yu.N., Sudakova N.G., Lavrentiev N.V.* Glaciations of the East European plain: distribution and chronology // *Developments Quater. Sci.* 2006. V. 15. Ch. 26. P. 337–359. <https://doi.org/10.1016/B978-0-444-53447-7.00026-X>
52. *Yang S., Ding F., Ding Z.* Pleistocene chemical weathering history of Asian arid and semi-arid regions recorded in loess deposits of China and Tajikistan // *Geochim. Cosmochim. Acta.* 2006. V. 70. P. 1695–1709. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2005.12.012>

Phytolithic and Paleolandscape Evidence of Environmental Change in the South of the East European Plain in the Pleistocene

P. I. Kalinin^{1, *}, O. G. Zanina¹, P. G. Panin², and I. Yu. Kudrevatykh¹

¹*Institute of Physicochemical and Biological Problems in Soil Science of the Russian Academy of Sciences, Pushchino, 142290 Russia*

²*Institute of Geography of the Russian Academy of Sciences, Moscow, 119017 Russia*

*e-mail: kalinin331@rambler.ru

The work is devoted to the reconstruction of paleoclimatic regularities in the formation of the Chumbur-Kosa (MIS-17...MIS-1) loess-soil series and the assessment of the possibility of using phytolith analysis to diagnose vegetation cover in the interglacial and glacial periods of the Pleistocene. v the index of magnetic susceptibility, the average annual precipitation was calculated. It has been established that in the Pleistocene there was a directed climate change towards aridization, in which the amount of precipitation during the interglacial periods decreased from 600 to 550 mm/year, and during the glacial periods it did not exceed 200–250 mm/year. Aridization of the climate led to xerophytization of plant communities, a decrease in bioproductivity and landscape diversity. In the warm intervals of the Pleistocene, meadow-forb associations prevailed, which were replaced by steppe associations at the onset of the glacial stage. Natural and climatic zones were within the modern borders, demonstrating the relative stability of the steppe landscapes to global climatic fluctuations.

Keywords: loess, palaeosol, geochemical ratio, bioproductivity, Azov region